

湘东北雁林寺矿集区金矿富集机制

——流体包裹体与同位素证据

谭仕敏¹⁾, 黄建中^{2)*}, 孙 骥¹⁾, 杜 云¹⁾, 陈启亮¹⁾, 曹创华¹⁾

1)湖南省地质调查所, 湖南长沙 410114; 2)湖南省地质院, 湖南长沙 410014

摘 要: 湘东北雁林寺金矿集区是湖南重要的独立金矿产地之一, 一直以来众多学者对于矿集区内金的沉淀富集机制争论不休。本文通过对金矿成矿流体包裹体及同位素组成研究, 反演了成矿流体演化过程和流体地球化学条件变化, 了解了金富集成矿的关键机制。研究结果表明: 矿集区内的金矿床流体包裹体类型有含 CO₂ 包裹体(C 型)和水溶液包裹体(W 型), 包裹体均一温度范围主要为 143~231 °C, 盐度主要分布在 (2~9) wt% NaCl_{equiv}, 成矿流体为中低温、低盐度的 CO₂-H₂O-NaCl 体系。矿集区的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 4.5‰~9.7‰, δD 值的变化范围为 -66.8‰ ~ -46‰。方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 为 -4.7‰ ~ -3.7‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}}$ 为 10.6‰~15.0‰。矿集区的 C-H-O 同位素组成表明成矿流体性质可能为变质水, 与流体包裹体特征反应的结果一致。矿集区内 Au 以 Au(HS)₂ 络合物形式赋存于低温、低盐度的 CO₂-H₂O-NaCl 变质流体体系进行迁移, 流体的不混溶作用是金矿富集成矿的关键。

关键词: 金成矿作用; 碳-氢-氧同位素; 流体包裹体; 雁林寺金矿集区; 湘东北

中图分类号: P612.51 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2024.051401

Enrichment Mechanism of Gold in the Yanlinsi Gold Ore Concentration Area, Northeastern Hunan: Evidence from Fluid Inclusions and Isotopes

TAN Shimin¹⁾, HUANG Jianzhong^{2)*}, SUN Ji¹⁾, DU Yun¹⁾, CHEN Qiliang¹⁾, CAO Chuanghua¹⁾

1) Geological Survey Institute of Hunan Province, Changsha, Hunan 410114;

2) Geological Bureau of Hunan Province, Changsha, Hunan 410014

Abstract: The Yanlinsi gold ore concentration area, located in northeastern China, remains one of the single gold deposit bases in Hunan Province. The mechanism of gold precipitation and enrichment in this area has been widely debated among scholars, and determining the metallogenic mechanism of gold deposits is crucial for guiding the prospecting of precious metal gold. This study identifies the evolution process of ore-forming fluids and the key mechanism of changes in fluid geochemical conditions that restrict gold enrichment and mineralization in the area by examining the temperature, pressure, gas-liquid phase composition, and isotopic compositions of fluid inclusions. Petrography and microthermometry of the fluid inclusions revealed the presence of CO₂-containing inclusions (C-type) and aqueous inclusions (W-type) in the gold deposits of the study area. The homogenization temperature range of the inclusions in Tuanshanbei and Yanlinsi deposits is 143–231 °C and the salinity range is (2–9) wt%, indicating that the ore-forming fluid is a CO₂-H₂O-NaCl system with low temperature and low salinity. The $\delta^{18}\text{O}$ value of the ore-forming fluid in the gold ore concentration area range from 4.5‰ to 9.7‰, and the δD value range from -66.8‰ to -46‰. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ value of the calcites range from -4.7‰ to -3.7‰, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}}$ value range from 10.6‰ to 15.0‰. The δD - $\delta^{18}\text{O}$ binary diagram of the gold ore

本文由国家重点研发计划“深地资源勘查开采”重点专项课题(编号: 2017YFC0601500)、中国矿产地质志项目(编号: DD20221695; DD20190379; DD20160346)、湖南省自然科学基金项目(编号: 2023JJ60164)、湖南省自然资源厅科研项目(编号: 2017-03; 2019-02)和湖南省地质院科研项目(编号: HNGSTP202423; 2017-01-01; 201902-01; 201917; 2021YSP-05)联合资助。

收稿日期: 2024-01-29; 改回日期: 2024-05-13; 网络首发日期: 2024-05-17。责任编辑: 马铭株。

第一作者简介: 谭仕敏, 男, 1983 年生。博士, 高级工程师。长期从事矿产地质和生态地质调查与研究。E-mail: 157300423@qq.com。

*通信作者: 黄建中, 男, 1960 年生。本科, 教授级高工。长期从事区域地质调查及矿床学研究。E-mail: ddyhjz@126.com。

concentration area suggests that the ore-forming fluid may be metamorphic water or magmatic water. The C-H-O isotope composition of the ore concentration area indicated that the ore-forming fluid is likely metamorphic water, consistent with the results of the fluid inclusion characteristics. Au exists and migrates in the form of an $\text{Au}(\text{HS})_2$ complex within the low-temperature and low-salinity $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ metamorphic fluid system, with the addition of atmospheric water, and Au deposits are formed by fluid immiscibility.

Keywords: gold mineralization; carbon-hydrogen-oxygen isotope; fluid inclusion; Yanlinsi gold ore concentration area; northeastern Hunan Province

江南古陆成矿带是我国重要的金成矿带之一,该成矿带在湘东北地区主要集中在平江万古—黄金洞—醴陵雁林寺金矿集区,其中在雁林寺金矿集区内分布大量中小型金矿床(点),区内金找矿潜力大。前人研究认为该区金矿床属于造山型金矿,厘定出加里东期和印支期两期重要的金成矿事件(黄诚等, 2012),近年研究认为燕山期同样存在金成矿作用,显示该区存在多期叠加金成矿作用;关于造山型金矿目前提出的主要成矿流体来源模式有:变质脱流体模式(McCuaig et al., 1998; Phillips et al., 2010)、深部岩浆流体模式(Spooner, 1991)、深部地下水循环模式、地幔脱气模式等。而随着热力学模拟计算的不深入, Evans et al.(2010)发现 CO_2 含量较高的变质流体的一系列特征与造山型金矿的流体特征相吻合,因此,变质脱流体模式最受学者认可,即成矿流体以变质流体为主,并混合了其他来源的流体(Phillips et al., 2010)。造山型金矿的流体包裹体特征与其他金矿床之间的差异明显,具有低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{equiv}})$ 为 6%~12%)、富含 CO_2 (10%~50%)的典型特征(Ridley et al., 2000)。然而,近年来关于岩浆流体是否参与了造山型金矿的成矿作用问题,一直存在着较大争议。现有的成矿模式大都围绕着造山型金矿的成矿流体到底是源于变质流体的单一流体(Goldfarb et al., 2015)还是变质流体与岩浆流体的混合流体(Gupta et al., 2014)展开讨论。关于成矿物质来源,前人对区内正冲金矿床(黄诚等, 2012; 陆文等, 2020)和横江冲金矿床(Wang et al., 2020)开展了 H-O-S-Pb 同位素研究,分析认为雁林寺金矿集区成矿物质来源于围岩冷家溪群。

从前人研究成果分析来看,研究区内金矿床存在多期金成矿作用,成矿物质及成矿流体来源尚存在争论,成矿流体缺乏系统研究。本文将以矿集区内的雁林寺金矿床和团山背金矿床作为研究对象,通过精细解剖矿床成矿流体温压条件、成矿流体性质、成矿流体来源,以及金矿富集沉淀的关键地球化学条件,查明金矿成矿流体源-运-储成矿要素与过程,深化区内不同成矿时代成矿流体特征及对金成矿关键控制因素认识。为深部金矿找矿方向提供新的依据。

1 区域地质背景

湘东北地区位于中国大陆东南部的江南造山带雪峰弧形构造带北东段(图 1a)(舒良树, 2012; Zhao et al., 2012)。研究区出露地层从老到新有冷家溪群、板溪群以及泥盆系至白垩系等。赋金地层载体为冷家溪群,是一套浅变质复理石浊流沉积-深海相碎屑岩夹火山碎屑岩沉积。岩石中金含量极不均匀,最低为 0.5×10^{-9} ,最高可达 44.2×10^{-9} ,其中以黄金洞—九岭一带含金最高,强度最高达 400×10^{-9} 。地层中的石英脉是金矿的主要载体,金的背景值高出 Taylor(1985)的上部地壳丰度 2~18 倍。粉砂质板岩中金含量明显高于其他岩石,平均达 15.3×10^{-9} 。

雁林寺矿区矿体主要集中分布于雁林寺—燕山冲一带,大都赋存于北东向的韧性剪切带中,部分矿体产于北西向裂隙中。矿区内矿体多呈北东走向(倾向 $285^\circ \sim 325^\circ$, 倾角 $38^\circ \sim 68^\circ$);一般长几十 m 至 720 m,厚 0.80~7.84 m,矿脉倾向稳定性大于走向稳定性;矿体形态较简单,呈层状、似层状,矿体与围岩产状基本一致,以顺层矿脉为主。

团山背金矿床矿脉有两组,分别受北西向构造和北东向构造控制。北西向矿化带,长度超过 800 m,主要产于加里东期蚀变花岗岩(426 Ma)(图 2)和含毒砂、黄铁矿的蚀变板岩中,中间夹杂与蚀变带近于平行产出的微细含金属硫化物-石英脉。北东向矿带已发现含金石英脉 4 条,主要分布于板岩中,倾向 $235^\circ \sim 278^\circ$,倾角 $35^\circ \sim 40^\circ$,走向长 200~300 m,厚 1~3 m,平均厚度 0.80~2.50 m,平均品位 $1.04 \times 10^{-6} \sim 10.25 \times 10^{-6}$ 。矿物组合简单,主要为石英,而未见有其他金属矿物。

2 研究方法

2.1 H-O-C 同位素实验方法

H-O 同位素的分析测试方法如下:选取团山背矿床中走向为北西和北东两个方向的含金石英脉体以及雁林寺三个成矿阶段(雁林寺矿体均为北东向)具有代表性的样品进行氢氧同位素分析,并将挑选出的石英单矿物粉碎成 40~80 目的粉末。H、O 同

位素测定在核工业北京地质研究所进行, 氢通过真空热爆裂法和锌还原法来提取; 在真空条件下, 使用 BrF_5 法, 从石英中收集纯净的 O_2 , 并制成 CO_2 。

C-O 同位素的分析测试方法如下: 选取团山背矿床金矿脉中共生方解石进行了 C、O 同位素分析, 并将挑选出的方解石单矿物粉碎成 40~80 目的粉末。C、O 同位素测定在核工业北京地质研究所进行, 采用“微区原位”取样以达到对 C、O 同位素分析具有较高的空间分辨率和精度。

2.2 包裹体显微测温实验方法

包裹体显微测温实验在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 测试仪器为 Linkam THMSG 600 纤维冷热台, 温度范围为 $-196 \sim +600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\leq 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时测试精度为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, $> 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时测试精度为 $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。水溶液包裹体在其冰

点和均一温度附近的升温速率为 $0.2\sim 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。对于 L-V 型包裹体, 均一温度小于 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时采用 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系。参考 Brown et al.(1989)提出的方法, 经 FLINCOR 软件分析, 对包裹体盐度、密度和均一压力等性质参数进行计算或估算。

激光拉曼探针分析(LRM)实验在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 测试仪器为英国 Renishaw-2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 激光功率 20 mW, 激光波长 514 nm, 激光最小束斑 $1\text{ }\mu\text{m}$; 光谱范围为 $100\sim 4\text{ }000\text{ cm}^{-1}$, 光谱分辨率为 $1\sim 2\text{ cm}^{-1}$, 在 50 倍镜头下的空间分辨率为: 横向分辨率小于 $1\text{ }\mu\text{m}$, 纵向分辨率小于 $2\text{ }\mu\text{m}$, 光谱重复性 $\pm 0.2\text{ }\mu\text{m}$ 。

包裹体气相、液相成分分析在中国地质调查局国家地质实验测试中心同位素实验室完成。方法及

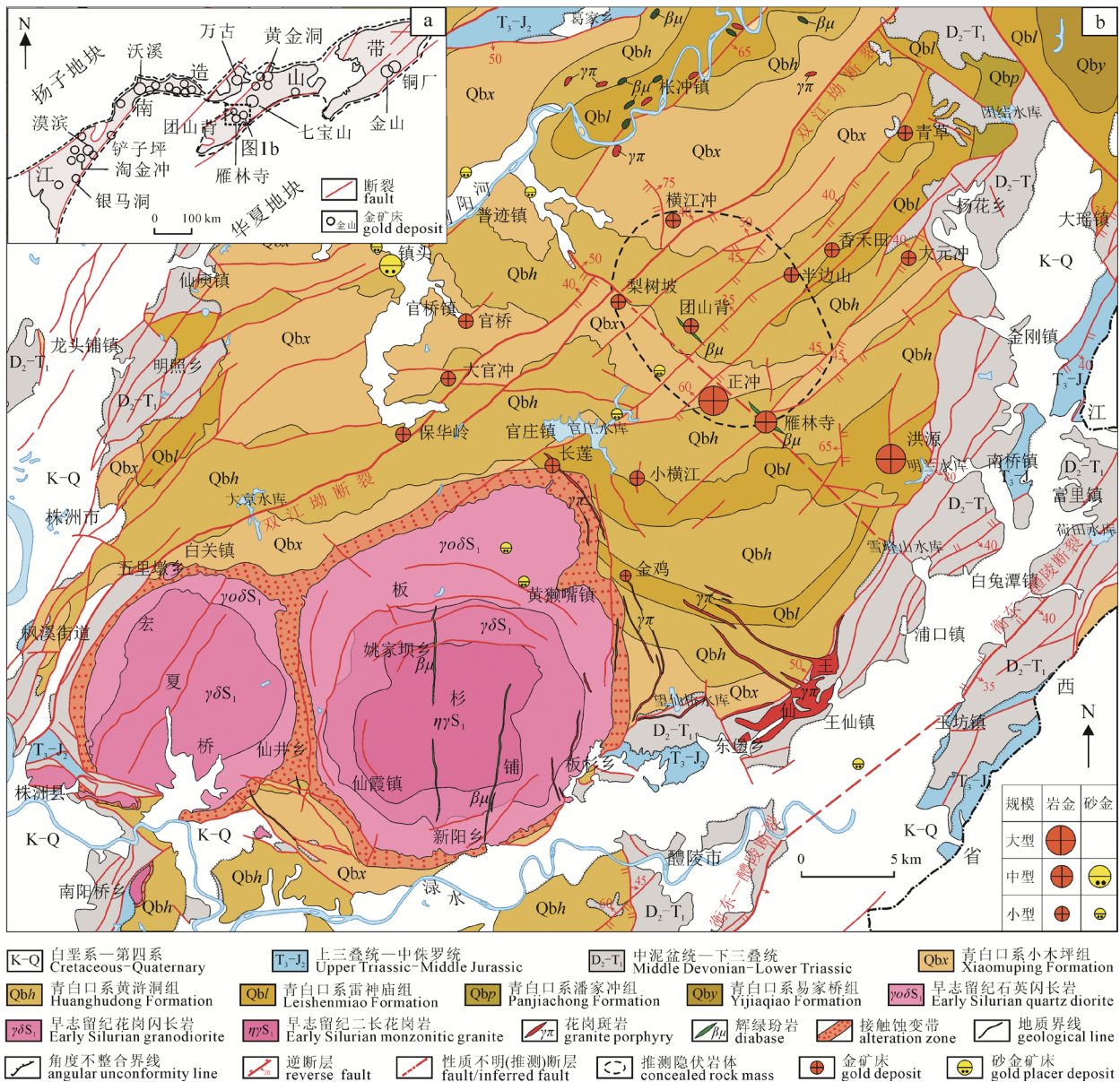
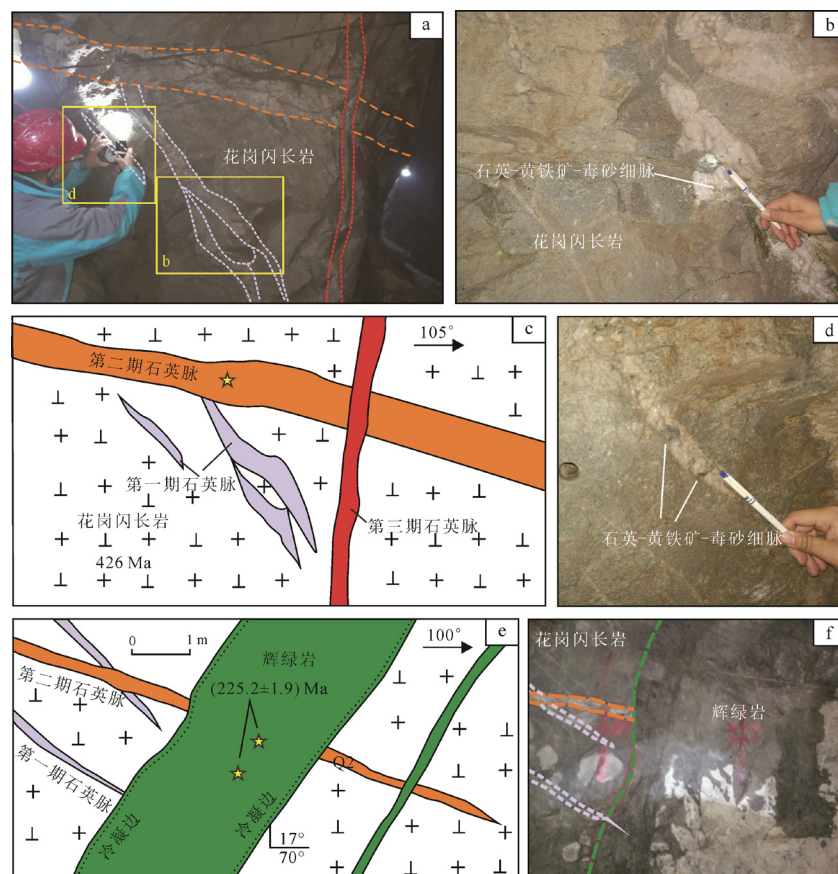


图 1 研究区区域地质略图(据孙骥等, 2019 修改)

Fig. 1 Regional geological map (modified from SUN et al., 2019)



a—花岗闪长岩中的不同期次石英脉宏观照片; b—花岗闪长岩中的石英黄铁矿毒砂细脉宏观照片;
c—花岗闪长岩中的不同期次石英脉素描图; d—花岗闪长岩中的透镜状石英黄铁矿毒砂细脉宏观照片;
e—北西向辉绿岩脉斜截含金石英脉素描图; f—北西向辉绿岩脉斜截含金石英脉宏观照片。
a—macroscopic photos of quartz veins of different stages in granodiorite; b—macroscopic photo of quartz pyrite arsenopyrite fine veins in granodiorite; c—sketch of quartz veins of different stages in granodiorite; d—macroscopic photo of quartz pyrite arsenopyrite fine veins in granodiorite; e—sketch of northwest trending diabase vein oblique cutting with gold and silver quartz vein; f—macroscopic photo of the northwest trending diabase vein oblique cutting gold bearing quartz vein.

图2 团山背矿床花岗闪长岩和辉绿岩脉以及北东向和北西向矿体空间关系示意图

Fig. 2 Schematic diagram of the spatial relationship between granodiorite and diabase dykes and NE and NW ore bodies in Tuanshanbei mining area

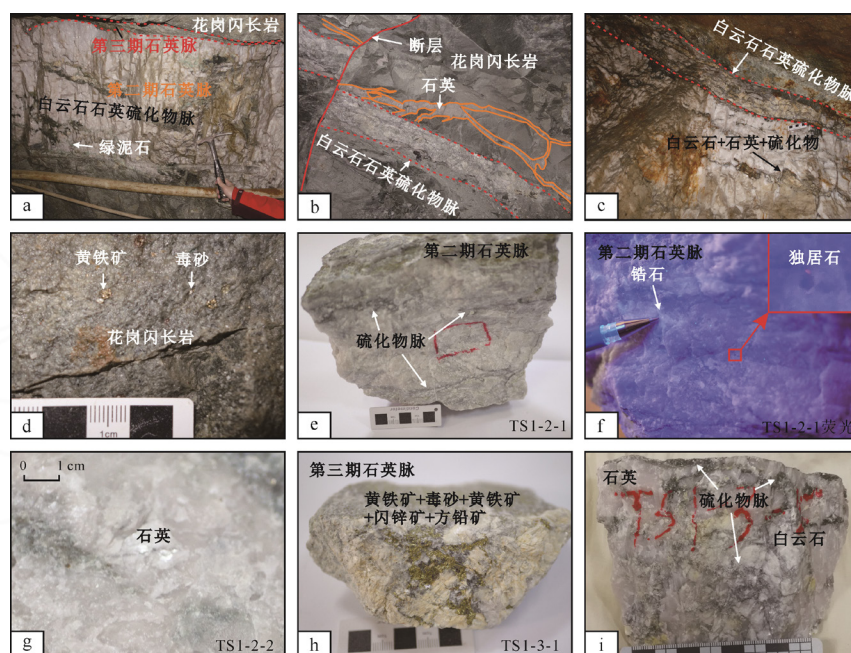


图3 团山背金矿床花岗岩中的石英脉

Fig. 3 Quartz vein outcrops in the granites in Tuanshanbei gold deposit

表 1 团山背金矿床的北东向和北西向脉体中石英和与之平衡的成矿流体的氢氧同位素组成
Table 1 Hydrogen and oxygen compositions of ore-forming fluids documented in the fluid inclusion in quartz from Tuanshanbei gold deposit

样号	走向	矿物	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$
TS0	NE	石英	-62.7	12.5	4.5	271
TS1-1	NE	石英	-66.7	17.7	9.7	271
TS1-2	NE	石英	-57.6	15.6	7.6	271
TS1-3	NW	石英	-62.2	16.6	7.8	254
TS1-4	NW	石英	-66.8	14.9	6.1	254

表 2 团山背金矿床的北东向和北西向脉体中方解石 C、O 同位素组成
Table 2 Carbon and oxygen compositions of ore-forming fluids documented in the fluid inclusion in calcite from Tuanshanbei gold deposit

样号	走向	矿物	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$
TS1-3-1	NE	方解石	-3.7	15.0	-15.4
TS1-3-2	NE	方解石	-3.8	14.9	-15.5
TS1-3-4	NE	方解石	-3.9	14.9	-15.5
TS1-2-0	NW	方解石	-4.4	12.5	-12.8
TS1-2-2	NW	方解石	-4.6	10.6	-11.1
TS1-2-5	NW	方解石	-4.7	11.5	-12.0

表 3 雁林寺矿床氢氧同位素组成
Table 3 Hydrogen and oxygen compositions of ore-forming fluids documented in the fluid inclusion in quartz from Yanlinsi ore deposits

样号	矿物	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$T/^{\circ}\text{C}$
YLS215-1	石英	-56	13.8	1.31	188
YLS215-2	石英	-46	14.1	1.61	188
YLS215-3	石英	-58	14.1	1.61	188
YLS180-1	石英	-54	12.8	0.31	188
YLS180-2	石英	-58	13.4	0.91	188
YLS180-3	石英	-53	14.7	2.21	188

实验参数细节参见杨丹等(2014)。在显微镜下挑选出 0.5 g 纯度大于 98% 的石英单矿物样品, 经王水去残余酸、洗涤、烘干, 吹扫去除水和空气, 在 500 $^{\circ}\text{C}$ 爆裂 15 min, 热爆裂炉为 PIU-F 型。样品气相成分经 GC-2010 型气相色谱仪测试。检出限为 $10^{-4}\sim 10^{-6}$, 精密度(RSD)小于 7%。

3 稳定同位素组成

3.1 团山背矿床稳定同位素特征

成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 是通过与之平衡的团山背矿区石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算得到, 计算公式如下: $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\approx 3.38\times 10^6/T^2-3.40$ (Clayton et al., 1972)。成矿流体的 δD 通常以直接测定含矿石英脉中包裹体的 δD 值来代替(表 1)。北东向矿体中流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 4.5‰~9.7‰, δD 值的变化范围为 -66.7‰~-57.6‰。北西矿体中流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 6.1‰~7.8‰, δD 值的变化范围为 -66.8‰~-62.2‰。对团山背矿区方解石矿物进行了 C、O 同位素测试。北东向含金石英-碳酸盐脉体中方解石 C 同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 为 -3.9‰~-3.7‰, 平均值为 -3.8‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}}$ 为 14.9‰~15.0‰, 平均值为

14.9‰。北西向含金石英-碳酸盐脉体中方解石 C 同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 为 -4.7‰~-4.4‰, 平均值为 -4.6‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SNOW}}$ 为 10.6‰~12.5‰, 平均值为 11.5‰(表 2)。

3.2 雁林寺矿床同位素特征

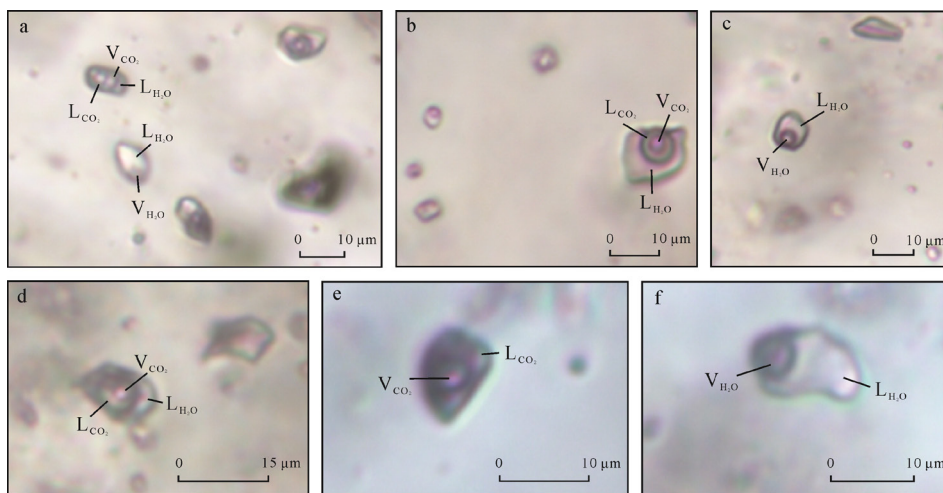
通过雁林寺矿区石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以计算与之平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 计算公式如下: $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\approx 3.38\times 10^6/T^2-3.40$ (Clayton et al., 1972)。成矿流体的 δD 通常以直接测定含矿石英脉中包裹体的 δD 值来代替(表 3)。雁林寺矿床主成矿阶段(第 1 阶段条带状含金石英-碳酸盐脉)矿石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ 介于 12.8‰~14.7‰之间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于 0.31‰~2.21‰之间, δD 值介于 -58‰~-46‰之间。

4 流体包裹体结果

4.1 团山背矿床

4.1.1 流体包裹体岩相学特征

对团山背矿床花岗岩中出露的石英脉(图 3)开展流体包裹体研究, 流体包裹体形成时的物理化学参数如温度、压力、盐度、密度可以确定成矿流体性质、物质来源、成矿流体演化及其成矿过程, 依



V_{CO_2} —二氧化碳气相; L_{CO_2} —二氧化碳液相; V_{H_2O} —水气相; L_{H_2O} —水液相。

V_{CO_2} —carbon dioxide gas phase; L_{CO_2} —carbon dioxide liquid phase; V_{H_2O} — H_2O gas phase; L_{H_2O} — H_2O liquid phase.

图 4 团山背金矿床流体包裹体岩相学特征

Fig. 4 Scanning electron micrograph of the fluid inclusions in Tuanshanbei ore deposits

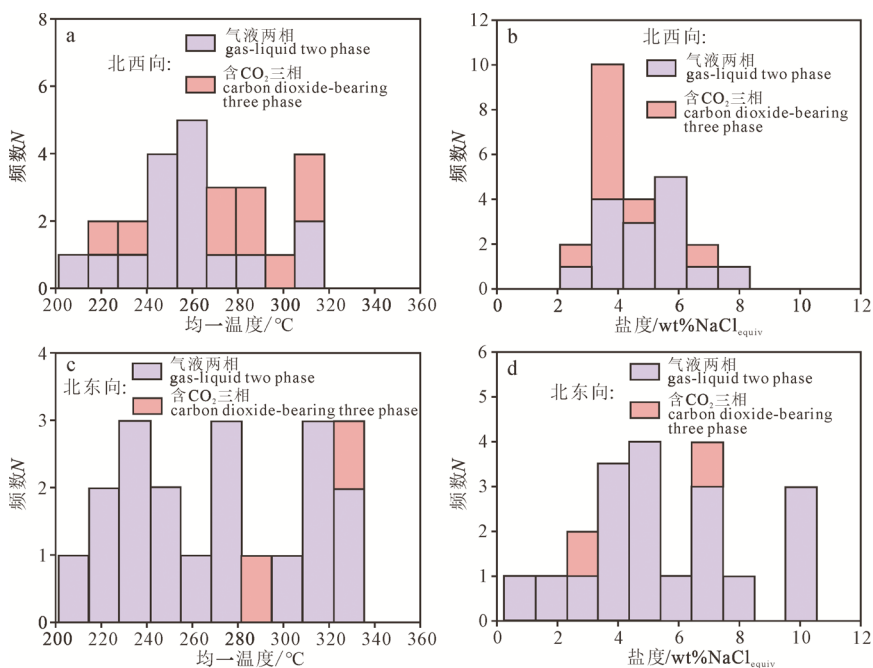


图 5 团山背矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperature and salinity features of the fluid inclusions in Tuanshanbei ore deposit

据 Roedder(1984)和卢焕章等(2003)对流体包裹体原生与次生划分的标准,本文用于实验测试的包裹体选取形状规则、常常呈孤立状产出、或沿着矿物结晶方位或结晶生长带分布的包裹体,其主矿物往往与成矿期间的硫化物共生,这些包裹体则代表成矿期间的原生包裹体,所测的温度等参数则代表成矿期间的温压条件。室温条件的岩相学观察结果显示,北西向和北东向的含金脉体中发育较多的原生包裹体。综合观察根据室温下包裹体的相态和加热时的相变特征,可将其划分为三种类型:气液两相包裹体(W-type)、 CO_2 - H_2O 包裹体(C-type)和纯液相包裹体,在北东向脉体中还存在纯 CO_2 包裹体(图 4)。

气液两相包裹体(W-type): 在室温(20 °C)下由盐水溶液和气泡组成,或成群分布或孤立分布于石英中,以负晶形和椭圆状或不规则状产出,约占总包裹体 90%以上。流体包裹体(W-type)直径变化范围为 2.0~20.0 μm 。

CO_2 - H_2O 型包裹体(C-type): 该类型包裹体呈椭圆形和不规则状孤立分布或与其他包裹体成群出现,室温(20 °C)下可见三相包裹体($CO_2(g)$ - $CO_2(l)$ - $H_2O(l)$)。长轴为 2.0~15.0 μm 。

纯液相包裹体: 该类型包裹体为单一的液相,液相包裹体形状以不规则状常见,大小介于 3.2~7.1 μm 之间,集中于 4.0~5.0 μm ; 主要为无色透明

水溶液, 部分由于含有有机质或某些色素离子, 使得包裹体也显示相应的颜色; 此类包裹体较少见, 占总数约 5%。

纯 CO₂ 包裹体: 该类型包裹体呈气液两相产出 (CO₂(g)-CO₂(l)), 常呈杂乱无章或孤立分布, 大小介于 2.0~10.0 μm 之间。

4.1.2 团山背矿床流体包裹体显微测温结果

针对选取的 5 件样品, 采用冷冻法和均一法测温分析, 对团山背矿床中主成矿阶段的样品进行包裹体测温(图 4)。不同类型的包裹体的显微测温数据(表 4, 5)所示, 利用 Brown et al.(1989)的 FLINCOR 计算机程序计算包裹体对应的盐度(wt%NaCl_{equiv})。对应的温度和盐度直方图见图 5。北东向团山背矿床中发育 W-type、C-type 和纯 CO₂ 包裹体, W-type 包

裹体均一温度介于 223.0~272.5 °C 之间; 冰点温度介于 -5.8 ~ -1.9 °C 之间; 盐度介于 (2.60~8.90)% NaCl_{equiv} 之间; C-type 包裹体中络合物的熔化温度为 6.1~8.4 °C, 对应的盐度为 (3.19~7.31)% NaCl_{equiv}, 碳酸盐相的均一温度为 21.7~23.4 °C, 完全均一温度在 295.0~338.0 °C 之间。

北西向团山背矿床条带状矿石中发育 W-type、C-type 包裹体, W-type 包裹体均一温度介于 228.6~299.2 °C 之间; 冰点温度介于 -6.6 ~ -1.8 °C 之间; 盐度介于 (3.05~9.98)% NaCl_{equiv} 之间; C-type 包裹体中络合物的熔化温度为 5.6~8.4 °C, 对应的盐度为 (3.19~8.13)% NaCl_{equiv}, 碳酸盐相的均一温度为 18.4~26.5 °C, 完全均一温度在 282.0~298.4 °C 之间。

表 4 团山背金矿床北东向矿脉中流体包裹体均一温度和盐度表

Table 4 Homogenization temperature and salinity features of the fluid inclusions from northeastern Tuanshanbei ore deposit

样号	类型	矿物	均一态	$T_{mCO_2}/^{\circ}C$	$T_{mcla}/^{\circ}C$	$Th_{CO_2}/^{\circ}C$	$T_{mice}/^{\circ}C$	$Th/^{\circ}C$	盐度/wt% NaCl _{equiv}	密度/(g/cm ³)
TS1-4-1	L-V	Q	L				-4.0	271.8	6.46	0.819
TS1-4-2	L-V	Q	L				-2.8	268.2	4.63	0.807
TS1-4-3	L-V	Q	L				-3.2	262.1	5.25	0.822
TS1-4-4	L-V	Q	L					258.3		0.828
TS1-4-5	L-V	Q	L				-4.2	228.3	6.72	0.881
TS1-4-6	L-V	Q	L				-1.5	230.2	2.56	0.845
TS1-4-7	L-V	Q	L					234.4		0.839
TS1-4-8	CO ₂ 三相	Q	L	-61.3	8.4	21.7		295.0	3.19	1.022
TS1-4-9	L-V	Q	L					249.6		0.816
TS1-4-10	L-V	Q	L				-2.6	265.3	4.32	0.808
TS1-4-11	L-V	Q	L					267.7		0.805
TS1-4-12	L-V	Q	L					272.5		0.797
TS1-4-13	L-V	Q	L				-5.8	233.4	8.94	0.894
TS1-4-14	L-V	Q	L				-3.9	271.5	6.29	0.818
TS1-4-15	L-V	Q	L				-5.6	252.1	8.67	0.868
TS1-4-16	L-V	Q	L				-3.2	240.3	5.25	0.853
TS1-4-17	L-V	Q	L				-2.6	245.2	4.32	0.838
TS1-4-18	L-V	Q	L					248.6		0.833
TS1-4-19	L-V	Q	L					266.0		0.807
TS1-4-20	纯 CO ₂	Q	L-CO ₂		8.0	26.3				
TS1-4-21	L-V	Q	L				-5.6	250.6	8.67	0.870
TS1-4-22	L-V	Q	L				-3.5	264.3	5.7	0.823
TS1-4-23	L-V	Q	L				-3.2	235.6	5.25	0.860
TS1-4-24	L-V	Q	L				-2.4	239.2	4.01	0.844
TS1-4-25	L-V	Q	L					254.2		0.822
TS1-4-26	L-V	Q	L				-1.9	223.0	3.21	0.860
TS1-4-27	CO ₂ 三相	Q	L-CO ₂	-59.2	6.1	23.4		338.0	7.31	1.053
TS1-4-28	L-V	Q	L					228.6		0.852
TS1-4-29	L-V	Q	L				-3.2	236.0	5.25	0.859
TS1-4-30	L-V	Q	L				-4.6	250.2	7.29	0.858
TS1-4-31	L-V	Q	L					265.4		0.837

注: T_{mCO_2} —二氧化碳溶化温度; T_{mcla} —络合物(矿物子晶)溶化温度; Th_{CO_2} —二氧化碳部分均一温度; T_{mice} —冰点; Th —均一温度。表 5, 6 的表注与之相同。

表 5 团山背金矿床北西向矿脉中流体包裹体均一温度和盐度表

Table 5 Homogenization temperature and salinity features of the fluid inclusions from northwestern Tuanshanbei ore deposit

样号	相类型	矿物	均一态	$T_{mCO_2}/^{\circ}C$	$T_{m_{clad}}/^{\circ}C$	$T_{hCO_2}/^{\circ}C$	$T_{m_{ice}}/^{\circ}C$	$T_h/^{\circ}C$	盐度/wt% NaCl _{equiv}	密度/(g/cm ³)
TS1-1-1	L-V	Q	L				-4.1	232.5	6.58	0.875
TS1-1-2	L-V	Q	L				-4.2	228.6	6.72	0.881
TS1-1-3	L-V	Q	L					292.2		0.791
TS1-1-4	CO ₂ 三相	Q	L-W	-59.2	7	26.5		298.4	5.77	1.040
TS1-1-5	CO ₂ 三相	Q	L-W	-62.8	7.9	26.4		292.5	4.14	1.028
TS1-1-6	L-V	Q	L				-4.8	248.3	7.58	0.863
TS1-1-7	L-V	Q	L					261.4		0.845
TS1-1-8	L-V	Q	L				-2.4	265.6	4.01	0.805
TS1-1-9	L-V	Q	L				-1.8	262.5	3.05	0.800
TS1-1-10	L-V	Q	L				-3.6	299.2	5.85	0.771
TS1-1-11	L-V	Q	L					278.3		0.804
TS1-1-12	CO ₂ 三相	Q	L-CO ₂		7.9	22.3		298	4.14	1.029
TS1-1-13	CO ₂ 三相	Q			8	22.5		290.6	3.95	1.027
TS1-1-14	CO ₂ 三相	Q	L-CO ₂		5.6	18.4		292.5	8.13	1.060
TS1-1-15	L-V	Q	L					242.0		0.856
TS1-1-16	L-V	Q	L					265.0		0.824
TS1-1-17	L-V	Q	L				-4.5	292.0	7.15	0.797
TS1-1-18	CO ₂ 三相	Q	L-W		6.1	24.8		289.6	7.31	1.052
TS1-1-19	L-V	Q	L				-2.8	246.4	4.63	0.839
TS1-1-20	L-V	Q	L				-3.2	281.8	5.25	0.792
TS1-1-21	L-V	Q	L				-3.4	250.8	5.55	0.841
TS1-1-22	L-V	Q	L				-2.6	251.4	4.32	0.829
TS1-1-23	L-V	Q	L					256.2		0.822
TS1-1-24	CO ₂ 三相	Q	L-H ₂ O		8.1	24.6		282	3.76	1.025
TS1-1-25	L-V	Q	L				-4.3	262.5	6.87	0.837
TS1-1-26	L-V	Q	L				-5.2	258.9	8.13	0.854
TS1-1-27	CO ₂ 三相	Q	L	-59.2	7.8	19.6		284.2	4.32	1.031
TS1-1-28	CO ₂ 三相	Q	L	-61.2	8.2	22.5		295.8	3.76	1.024
TS1-1-29	L-V	Q	L				-3.1	258.6	5.09	0.826
TS1-1-30	L-V	Q	L				-6.6	256.2	9.98	0.875
TS1-1-31	CO ₂ 三相	Q	L	-59	8.4	22.8		290.5	3.19	1.021

4.2 雁林寺矿床

4.2.1 流体包裹体岩相学特征及类型

对雁林寺地区板岩的石英脉中的流体包裹体进行研究。在室温条件下,开展详细的岩相学观察,发现含矿的石英脉中含有较多的原生包裹体;根据包裹体相的数量和气液相比值将其分为三种类型,分别为气液两相包裹体(W-type)、CO₂-H₂O 包裹体(C-type)和纯液相包裹体(图 6)。主要为气液两相包裹体(W-type)和 CO₂-H₂O 包裹体(C-type)。气液两相包裹体(W-type):在室温(20 °C)下由盐水溶液和气泡组成,或成群分布或孤立分布于石英中,以负晶形和椭圆状为常见包裹体形态,约占包裹体总体 90%,还可见不规则状的包裹体共存,该类型包裹体为雁林寺最常见的包裹体类型;其中富液相的包裹体(W₁-type)气液比变化范围为 5%~40%,主要集中在 20%~35%之间,大小分布于 4.0~20.0 μm 之间,集中于 5.0~9.2 μm,此类型包裹体约占包裹体总数

的 70%以上;富气相包裹体(W₂-type)的气液比值一般大于 50%,包裹体大小分布在 4.0~18.0 μm 之间,以 5.2~8.5 μm 居多。

CO₂-H₂O 型包裹体(C-type):该类型包裹体呈椭圆形和不规则状孤立分布或与其他包裹体成群出现,室温(20 °C)下可见三相包裹体(CO₂(g)-CO₂(l)-H₂O(l))和两相包裹体(CO₂(g)-H₂O(l));长轴在 5.0~10.0 μm 之间(集中于 5.0~7.0 μm),该类型包裹体比 W-type 型包裹体颜色偏深。

纯液相包裹体:该类型包裹体为单一的液相,液相包裹体形状以不规则状常见,大小介于 3.2 ~ 7.1 μm 之间,集中于 4.0~5.0 μm;多为无色透明水溶液,部分由于含有有机质或某些色素离子,使得包裹体也显示相应的颜色;此类包裹体较少见,占总数约 5%。

4.2.2 流体包裹体显微测温结果

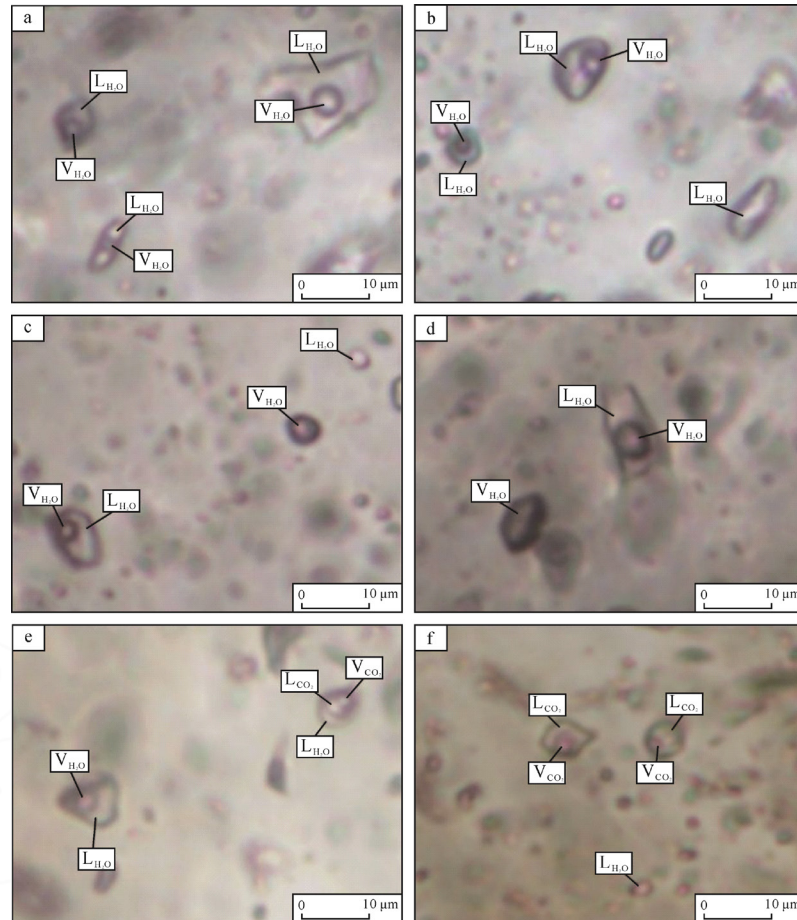
针对选取的 5 件样品,采用冷冻法和均一法测

温分析,对雁林寺矿床中主成矿阶段的样品进行包裹体测温(表6)。不同类型的包裹体的显微测温数据利用 Brown et al.(1989)的 FLINCOR 计算机程序计算包裹体对应的盐度(wt% NaCl_{equiv})。雁林寺矿床条带状矿石中发育 W-type、C-type 包裹体, W-type 包裹体均一温度介于 143.2~231.2 °C 之间,均值为 188 °C;冰点温度介于 -6.1 ~ -1.2 °C 之间,均值为 -3.2 °C;盐度介于(2.06~9.34)% NaCl_{equiv} 之间,均值为 5.25% NaCl_{equiv}; C-type 包裹体中 CO₂ 相体积变化范围为 25%~75%。络合物的熔化温度为 6.8~

8.6 °C,对应的盐度为(2.81~6.12)%NaCl_{equiv},碳酸盐相的均一温度为 22.8~27.5 °C,完全均一温度在 186~221 °C 之间(图 7)。

5 讨论

关于成矿物质来源问题,在 δD - $\delta^{18}O$ 图解上(图 8),团山背和雁林寺矿区样品投影点落在湘东北金矿范围内,靠近变质水和岩浆水。石英样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.733 96~0.756 37(陆文等, 2020),高于正冲岩体 Sr 同位素比值(0.719 03~0.725 83; 刘清泉等, 2017),



V_{CO₂}—二氧化碳气相; L_{CO₂}—二氧化碳液相; V_{H₂O}—水汽相; L_{H₂O}—水液相。

V_{CO₂}-carbon dioxide gas phase; L_{CO₂}-carbon dioxide liquid phase; V_{H₂O}-H₂O gas phase; L_{H₂O}-H₂O liquid phase.

图 6 雁林寺金矿床流体包裹体岩相学特征

Fig. 6 Scanning electron micrograph of the fluid inclusions in Yanlinsi ore deposits

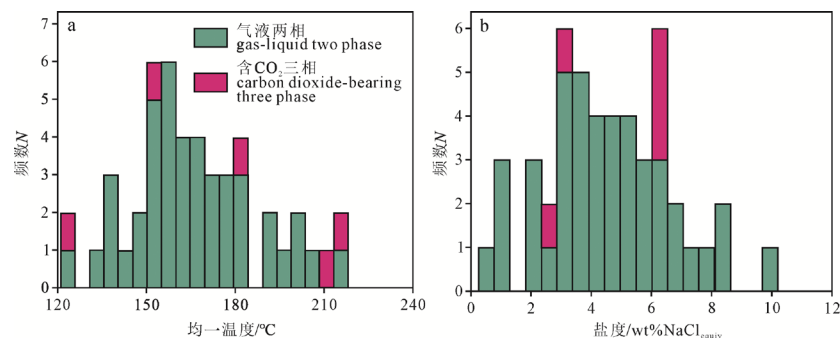


图 7 雁林寺矿床流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 7 Histogram of homogenization temperature and salinity features of the fluid inclusions in Yanlinsi ore deposits

表 6 雁林寺金矿床主成矿阶段(北东向)流体包裹体均一温度和盐度表

Table 6 Homogenization temperature and salinity features of the fluid inclusions from northeastern Yanlinsi ore deposits

测试点号	相态类型	主矿物	$T_{mCO_2}/^{\circ}C$	$T_{m_{cl}/^{\circ}C}$	$T_{hCO_2}/^{\circ}C$	$T_{m_{ice}}/^{\circ}C$	$T_h/^{\circ}C$	盐度/wt% NaCl _{equiv}	密度/(g/cm ³)
YLS-1	L-V	Q				-3.2	152.6	5.25	0.955
YLS-2	L-V	Q				-4.8	167.2	7.58	0.956
YLS-4	L-V	Q				-2.9	154.9	4.79	0.949
YLS-5	L-V	Q				-3.5	158.1	5.70	0.952
YLS-6	L-V	Q				-1.6	153.7	2.72	0.938
YLS-8	L-V	Q				-4.1	169.8	6.58	0.947
YLS-9	L-V	Q				-4.2	178.5	6.72	0.939
YLS-11	L-V	Q				-3.0	195.4	4.94	0.908
YLS-14	L-V	Q				-3.5	174.3	5.70	0.936
YLS-16	L-V	Q				-3.2	171.2	5.25	0.936
YLS-17	L-V	Q				-2.8	168.4	4.63	0.935
YLS-20	L-V	Q				-3.0	163.5	4.94	0.942
YLS-21	L-V	Q				-2.8	175.0	4.63	0.928
YLS-22	L-V	Q				-3.0	177.8	4.94	0.927
YLS-23	L-V	Q				-3.8	167.5	6.14	0.946
YLS-25	L-V	Q				-2.9	184.5	4.79	0.919
YLS-26	L-V	Q				-2.4	192.3	4.01	0.905
YLS-27	L-V	Q				-3.8	186.5	6.14	0.926
YLS-28	L-V	Q				-1.9	180.2	3.21	0.913
YLS-29	L-V	Q				-2.4	178.3	4.01	0.921
YLS-32	L-V	Q				-5.2	163.2	8.13	0.964
YLS-33	L-V	Q				-2.6	175.4	4.32	0.926
YLS-35	L-V	Q				-2.1	143.2	3.53	0.953
YLS-36	L-V	Q				-2.5	171.7	4.17	0.929
YLS-37	L-V	Q				-1.2	185.5	2.06	0.900
YLS-38	L-V	Q				-3.4	153.6	5.55	0.956
YLS-39	L-V	Q				-2.9	184.3	4.79	0.919
YLS-49	L-V	Q				-3.1	192.5	5.09	0.912
YLS-50	L-V	Q				-5.2	209.4	8.14	0.915
YLS-51	L-V	Q				-4.3	214.7	6.87	0.899
YLS-53	L-V	Q				-3.5	203.7	5.70	0.904
YLS-55	L-V	Q				-2.1	219.8	3.53	0.867
YLS-56	L-V	Q				-4.5	187.4	7.15	0.932
YLS-57	L-V	Q				-3.9	175.6	6.29	0.939
YLS-58	L-V	Q				-5.0	182.1	7.85	0.943
YLS-59	L-V	Q				-3.3	173.7	5.40	0.935
YLS-60	L-V	Q				-2.4	184.9	4.01	0.913
YLS-61	L-V	Q				-4.0	226.3	6.43	0.882
YLS-62	L-V	Q				-1.6	191.8	2.72	0.897
YLS-64	L-V	Q				-6.1	216.3	9.34	0.917
YLS-65	L-V	Q				-3.7	203.4	5.99	0.906
YLS-67	L-V	Q				-2.2	197.1	3.69	0.897
YLS-68	L-V	Q				-1.4	195.4	2.40	0.890
YLS-70	CO ₂ 三相	Q		6.8	22.8		186.3	6.12	1.044
YLS-41	CO ₂ 三相	Q		6.8	26.3		218.3	6.12	1.043
YLS-43	CO ₂ 三相	Q		7.2	24.6		209.6	6.12	1.038
YLS-45	CO ₂ 三相	Q		8.5	24.5		221.6	3.00	1.019
YLS-48	CO ₂ 三相	Q		8.4	23.5		197.4	3.19	1.021
YLS-44	纯 CO ₂	Q			27.2				

与区域加里东期板杉铺岩体、印支期岩体及燕山期幕阜—金井—连云山岩体明显不同,而与冷家溪群表现一致(陆文等, 2020),表明成矿流体源于变质流体。研究区流体包裹体研究表明,区内成矿流体为低盐度、含 CO_2 的流体,同样显示出变质流体来源的性质。此外,矿区并未发现钾长石化以及辉钼矿、白钨矿等与岩浆侵入关系密切的蚀变和金属矿化,因此,团山背和雁林寺金矿床主成矿阶段流体具有变质流体的特征。团山背含金脉体中方解石的 C 同位素组成与深部地壳流体值($-9\text{‰} \sim -4\text{‰}$)相近, O 同位素组成也与深部地壳流体值($6\text{‰} \sim 15\text{‰}$)重叠,而与大气降水 C、O 同位素组成($\delta^{13}\text{C} = -30\text{‰} \sim -20\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 0‰),与海水 C、O 同位素组成($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值均接近 0‰)不同(郑永飞, 2001),表明成矿流体可能起源于深源的变质流体。团山背样品点在 $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ 图中落入海相碳酸盐脱碳演化曲线和低温蚀变曲线范围内(图 9),指示成矿流体来源可能是海相碳酸盐或者火成岩在区域变质作用下脱水产生。

关于成矿流体来源问题,团山背和雁林寺矿床成矿流体与变质流体特征相似。石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $12.5\text{‰} \sim 14.7\text{‰}$ 之间,与世界上其他脉状金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值($\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰} \sim 18\text{‰}$)基本一致。此外,石英的 Sr 同位素比值与板溪群地层一致,不同于周边岩体的 Sr 同位素比值。因此,团山背和雁林寺矿床成矿流体均为变质流体,系深部源岩发生绿片岩相至角闪岩相变质作用转换过程中释放的流体(Ridley et al., 2000)。

氢氧同位素可以有效示踪成矿流体来源,研究区金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与世界上其他脉状金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(McCuaig et al., 1998)基本一致, δD 值同样位于世界上其他脉状金矿床的范围(McCuaig et al., 1998; Ridley et al., 2000)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值基本与其他造山型金矿床的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 特征一致。本次研究测试的数据大部分落在岩浆水和变质水范围,或者位于重叠区域内,少部分落在该重叠区域外,偏向大气降水线,表明成矿流体主要来源于变质水,可能有部分岩浆水和大气降水的加入。

研究区金矿床流体包裹体研究结果表明,成矿流体为低盐度、含二氧化碳的流体,显示出变质流体来源的性质,绿片岩相变质作用能够产生低盐度 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体(Ridley et al., 2000),因此,认为研究区金矿床的成矿流体主要为变质水。

关于金迁移沉淀机制问题,研究区主成矿阶段成矿流体均为中低温, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 是主要的载金络合物。不仅如此,主成矿阶段脉石矿物组合为方解石、

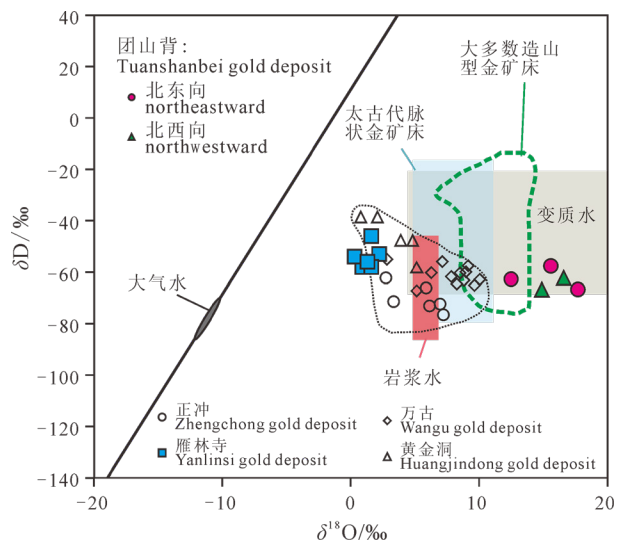


图 8 团山背和雁林寺矿区成矿流体的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 的二元图解

Fig. 8 Binary diagram of $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ of ore-forming fluids in Tuanshanbei and Yanlinsi deposits

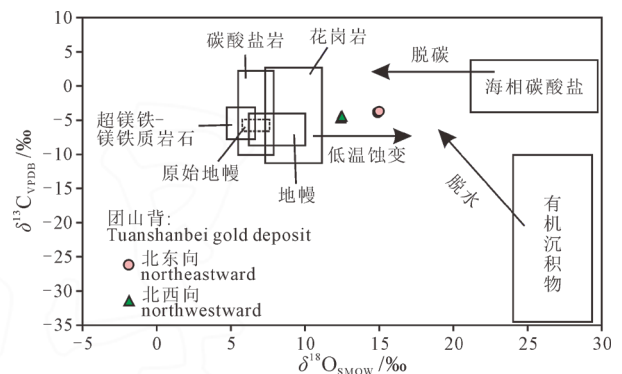
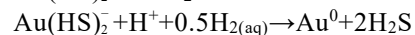


图 9 团山背金矿区成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ 的二元图解

Fig. 9 Binary diagram of $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ of ore-forming fluid in Tuanshanbei gold deposit

绿泥石、石英、绢云母,未发现钾长石,说明热液体系 pH 值为中至弱酸性,在这样的条件下,金同样是以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 的形式迁移:



造山型金矿床的热液流体体系中金沉淀机制可以概括为 3 个方面: (1)成矿流体体系的分相(不混溶); (2)矿体流体与围岩的相互作用; (3)不同组成的流体的混合。如上所述,团山背和雁林寺矿床的主成矿阶段(第一和第二阶段)中普遍存在具有不同气液相比的 W-type 包裹体和低盐度的 C-type 包裹体在同一视域下共存,具有相似的均一温度,并且分别均一至不同的相态,这表明团山背和雁林寺的成矿流体体系存在不混溶的现象。团山背和雁林寺的主成矿阶段包裹体的岩石学特征表明,成矿流体中存在大量的 CO_2 。前人研究表明 CO_2 可以使成矿流体的 pH 值稳定在一定范围内,保持金在溶液中的溶解度。当成矿流体演化至一定的物理化学

条件时, 流体发生不混溶, 引起流体的相分离, CO_2 开始逃逸。 CO_2 的逸失使得反应向左进行, 从而降低 H^+ 浓度, 并促使反应向右进行, 破坏了载金络合物的稳定性, 导致金的沉淀。 CO_2 的溶解度比 H_2S 低。随着相分离的持续进行, 逸失的气相成分可能由 CO_2 逐渐变成 H_2S 。 H_2S 的逸失会使反应向右进行, 进一步破坏含金络合物的稳定性, 并引发金的沉淀。此外, CO_2 的逸失还能增加 S^{2-} 的活度, 剩余的 S^{2-} 与成矿流体体系中的 Fe 离子和 As 离子以及 Cu^{2+} , Pb^{2+} , 和 Zn^{2+} 结合形成含金的多金属硫化物的脉体。

此外, 团山背和雁林寺矿床的 H-O 同位素证据和流体包裹体测温数据显示随着成矿的进行, 大气水逐渐混入成矿体系中, 这将会引起整个体系氧逸度的增加。氧逸度增加会消耗体系中的 H_2S , 并导致金硫络合物的破坏。岩相学和显微测温数据表明, 成矿晚期的脉体中包裹体主要以 W-type 为主。与主成矿阶段相比, 晚期成矿阶段的温度、盐度和压力继续下降, 这可能是由于持续与低温、低盐度的大气降水混合所致。伴随着流体的持续混合, 大气降水的比例逐渐增大, 成矿流体被稀释, 形成不含矿的石英-碳酸盐脉或者含星点状黄铁矿的石英-碳酸盐脉。

流体包裹体和 H-O-S-Pb 同位素组成特征指示成矿流体主要起源于变质流体, 并且具有中低温、低盐度、富 CO_2 的 $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O-N}_2\text{-CH}_4$ 的成矿流体体系。

6 结论

(1) H-C-O 同位素表明, 团山背和雁林寺矿床成矿流体来源于变质水, 随着成矿进行有大气降水加入, 成矿物质来源于冷家溪群地层。

(2) 团山背矿床和雁林寺矿床成矿流体为中低温、中低盐度、富 CO_2 、低密度的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 流体体系, 与变质流体特征一致, 研究区金矿床均属于造山型金矿床。

(3) 雁林寺地区金矿成矿流体中, 金均以 Au(HS)_2^- 络合物的形式运移, 流体不混溶导致金沉淀。

Acknowledgements:

This study was supported by National Key Research and Development Program of China (No. 2017YFC0601500), Geological Records of Mineral Resources in China (Nos. DD20221695, DD20190379, and DD20160346), Natural Science Foundation of Hunan Province (No. 2023JJ60164), Department of Natural Resources of Hunan Province (Nos. 2017-03,

2019-02), and Geological Bureau of Hunan Province (Nos. HNGSTP202423, 2017-01-01, 201902-01, 201917, and 2021YSP-05).

参考文献:

- 黄诚, 樊光明, 姜高磊, 等, 2012. 湘东北雁林寺金矿构造控矿特征及金成矿 ESR 测年[J]. 大地构造与成矿学, 36(1): 78-86.
- 刘清泉, 邵拥军, 陈昕梦, 等, 2017. 大别造山带姚冲花岗岩岩石地球化学特征及其地质意义[J]. 地质通报, 36(Z1): 429-444.
- 卢焕章, 2003. 现代海底烟囱中流体包裹体的研究[J]. 岩石学报, 19(2): 235-241.
- 陆文, 孙骥, 周超, 等, 2020. 湘东北雁林寺金矿床成矿物质来源及成矿流体类型[J]. 地球学报, 41(3): 384-394.
- 舒良树, 2012. 华南构造演化的基本特征[J]. 地质通报, 31(7): 1035-1053.
- 孙骥, 肖荣, 周超, 等, 2019. 浏阳-醴陵地区金集区成矿背景与找矿启示(内部材料)[Z]. 长沙: 湖南省地质调查所.
- 杨丹, 徐文艺, 2014. 多种矿物流体包裹体中液相阴阳离子的同时测定[J]. 岩石矿物学杂志, 33(3): 591-596.
- 郑永飞, 李一良, 龚冰, 2001. 大别—苏鲁造山带榴辉岩及其中磷灰石的碳同位素地球化学[J]. 矿物岩石地球化学通报, 20(4): 312-316.

References:

- BROWN P E, LAMB W M, 1989. P-V-T properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{NaCl}$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209-1221.
- CLAYTON R N, O'NEIL J R, MAYEDA T K, 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3057-3067.
- EVANS K A, POWELL R, HOLLAND T J B, 2010. Internally consistent data for sulphur-bearing phases and application to the construction of pseudosections for mafic greenschist facies rocks in $\text{Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-O-S-H}_2\text{O}$ [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6): 667-687.
- GOLDFARB R J, GROVES D I, 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time[J]. *Lithos*, 233(15): 2-26.
- GUPTA S, JAYANANDA M, 2014. Tourmaline from the Archean G.R.Halli gold deposit, Chitradurga greenstone belt, Dharwar craton (India): Implications for the gold metal-ogeny[J]. *Geoscience Frontiers*, 5(6): 877-892.
- HUANG Cheng, FAN Guangming, JIANG Gaolei, et al., 2012. Structural Ore-controlling Characteristics and Electron Spin Resonance Dating of the YanLinsi Gold Deposit in North-eastern Hunan Province[J]. *Geotectonica et Metallogenia*,

- 36(1): 78-86(in Chinese with English abstract).
- LIU Qingquan, SHAO Yongjun, CHEN Xinmeng, et al., 2017. Geochemistry of the Yaochong granite in Dabie orogenic belt and its geological implications[J]. Geological Bulletin of China, 36(2/3): 429-444(in Chinese with English abstract).
- LU Huanzhang, 2003. Ore forming fluids in recent ocean ridge sea floor mineralization: samples from 21° N, Pacific Ocean[J]. Acta Petrologica Sinica, 19(2): 235-241(in Chinese with English abstract).
- LU Wen, SUN Ji, ZHOU Chao, GUO Aimin, et al., 2020. A Study of the source of Metallogenic Material and Characteristics of the Ore-forming Fluid in the Yanlinsi Gold Deposit in North-eastern Hunan Province[J]. Acta Geoscientica Sinica, 41(3): 384-394(in Chinese with English abstract).
- MCCUAIG T, KERRICH R, 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics[J]. Ore Geology Reviews, 12(6): 381-453.
- PHILLIPS G N, POWELL R, 2010. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model[J]. Journal of Metamorphic Geology, 28(6): 689-718.
- RIDLEY J R, DIAMOND L W, 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models[J]. Reviews in Economic Geology, 13: 141-162.
- ROEDDER E, 1984. Fluid Inclusions[M]//RIBBE H P, Reviews in Mineralogy. Washington DC: Mineralogical Society of America.
- SHU Liangshu, 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block[J]. Geological Bulletin of China, 31(7): 1035-1053(in Chinese with English abstract).
- SPOONER E T C, 1991. The magmatic model for the origin of Archean Au-quartz vein ore systems: An assessment of the evidence[C]. Brazil Gold, 91: 313-318.
- SUN Ji, XIAO Rong, ZHOU Chao, et al., 2019. Metallogenic setting and prospecting inspiration of the gold District, Liuyang-Liling area (internal materials)[Z]. Changsha: Geological Survey Institute of Hunan Province(in Chinese).
- TAYLOR S R, MCLENNAN S M, 1985. The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- WANG Cheng, SHAO Yongjun, EVANS N J, et al., 2020. Genesis of Zixi gold deposit in Xuefengshan, Jiangnan Orogen (South China): Age, geology and isotopic constraints[J]. Ore Geology Reviews, 117: 103301.
- YANG Dan, XU Wenyi, 2014. Ion chromatogram method for the determination of liquid composition of fluid inclusions in several common minerals by using a trace amount of sample[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 33(3): 591-596(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Guochun, CAWOOD P A, 2012. Precambrian geology of China[J]. Precambrian Research, 222-223: 13-54.
- ZHENG Yongfei, LI Yiliang, GONG Bing, 2001. Carbon Isotopes Geochemistry of Eclogite and Enclosed Apatite Separate from the Dabie-Sulu Orogen[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 20(4): 312-316(in Chinese with English abstract).